13

La datación de las páginas de la historia terrestre

El terror con el cual los hombres esperan el fin del mundo me ha decidido a hacer una crónica de los años transcurridos, para poder saber exactamente cuánto tiempo ha pasado desde que empezó la tierra.

San Gregorio el Magno (540-604).

De Hutton a Kelvin: la gran controversia

Hasta el descubrimiento de la radiactividad, los geólogos estaban en las mismas condiciones que un historiador que supiera, por ejemplo, que a la invasión romana a Gran Bretaña le siguió la conquista normanda y que ambos hechos se produjeron anteriormente a la batalla de Waterloo, pero que no pudiera encontrar ningún registro de las fechas de éstos ni de ningún otro suceso histórico. El geólogo debía contentarse con poner las páginas dispersas de la historia terrestre en su orden correcto, estableciendo una cronología sin años, sólo relativa. Descubrió que el carbón heredado se había acumulado mucho antes de que Irlanda del norte y las islas occidentales se inundaran con lavas basálticas, pero apenas podía intuir vagamente la edad en años de una veta de carbón o de una columna basáltica de la Calzada de los Gigantes.

El propio Hutton, sin datos para guiarse, no trató realmente de calcular las tasas de los procesos geológicos. Se contentó con comprender que el tiempo geológico era inimaginablemente largo. Sin embargo, muchos de sus sucesores fueron demasiado imprudentes en sus extravagantes afirmaciones. Kelvin (1824-1907), uno de los primeros geofísicos importantes, encaró el asunto con un ataque feroz contra las especulaciones que asumían un tiempo pasado casi ilimitado. La penetración a través de la corteza por perforaciones y minas demostró que la temperatura aumenta con la profundidad. Esto significa la existencia de un flujo de calor desde el interior a la superficie. En realidad, la cantidad de calor que escapa es sólo una fracción mínima de la cantidad enormemente mayor recibida del sol (pág. 330). Pero la tierra, sin duda, *está* perdiendo calor y Kelvin dijo, por eso, que en el pasado debía haber sido progresivamente más caliente. Más allá del horizonte confuso de las rocas más antiguas conocidas, donde Hutton no podía ver indicios de un comienzo, Kelvin, como físico, vio un comienzo correspondiente a un tiempo en que la tierra era un planeta fundido, naciente del sol, tal como entonces se suponía. En 1862, él mismo se puso a calcular el tiempo transcurrido desde la consolidación de la tierra a partir de un estado fundido. Debido a la inseguridad de los datos entonces disponibles dejó amplios márgenes para cubrir los posibles errores y dijo que la tierra se había solidificado en unos límites de tiempo de entre hace 20 y 400 millones de años.

El trabajo de Kelvin provocó el inicio de una de las grandes controversias que ensombrecieron el mundo científico de la época victoriana. A pesar de las enérgicas protestas de los geólogos, a Kelvin le pareció, en 1897, que se justificaba un ajuste de los límites entre 20 y 400 millones de años. Y aquí es interesante resaltar que, con los datos mucho mejores de que se dispone actualmente, la solución al problema de Kelvin —tal como él la planteaba— es entre 25 y 30 m. de a. Geikie respondió, en 1899, que el testimonio que aportaban las rocas negaba enfáticamente la deducción de Kelvin de que las actividades geológicas debían haber sido más vigorosas en el pasado de lo que lo eran en la época. Respecto a

esto, Geikie tenía razón. Era evidente que faltaba por identificar algún factor —o factores— que no se tomaba en cuenta y que incidía en el comportamiento de la tierra. Lo raro fue que, aunque uno de estos factores, la *radiactividad,* ya se había descubierto, su intervención en la historia térmica de la tierra no se había vislumbrado y así se siguió durante muchos años más.

Ahora, al mirar atrás, cuando es fácil entender las cosas después de los hechos, el error en el argumento de Kelvin resulta obvio. En realidad, el propio Kelvin lo intuía y lo apuntó, aunque sólo como posibilidad teórica. El error estaba en asumir que la tierra debía estar enfriándose debido a la pérdida de calor. Sabemos que un calentador eléctrico no se enfría por el hecho de desprender calor. Desde el momento en que se pone en marcha, está perdiendo calor —de lo contrario no empezaría a calentar la habitación— pero también se vuelve más caliente y sigue haciéndolo hasta que se llega a un equilibrio entre el calor generado eléctricamente y el perdido por radiación, conducción y convección. El enfriamiento sólo se produce si se reduce la corriente o se desconecta el calentador. Kelvin trató el problema pensando sólo en el caso límite de la desconexión, o por decirlo con más precisión, cuando «se fue la corriente», o sea, sin que hubiera absolutamente ninguna fuente de calor.

La naturaleza física de por lo menos uno de los factores ausentes en los planteamientos de Kelvin la desveló, en 1906, R. J. Strutt (más tarde Lord Rayleigh) cuando detectó la presencia de radio en gran variedad de rocas comunes de muchas partes del globo. Este descubrimiento fundamental, o sea, el de que las rocas corticales contienen elementos radiactivos y, por consiguiente, van provistas de una inagotable fuente interna de calor, demostró que la tierra no vive de rentas del calor interno heredado del sol, tal como lo asumió Kelvin, sino que en sí misma dispone de una fuente de calor independiente y regular propia. Los cálculos de la edad de la tierra basados en la pérdida de flujo de calor se volvieron, de golpe, inservibles y ni siquiera actualmente podemos asegurar si la tierra, en conjunto, está enfriándose o calentándose. Lo más que se puede decir es que *si* la tierra se está enfriando, el proceso debe ser tan lento que los cálculos de Kelvin no suponen más que una mínima fracción de la edad «real». Pero no hay evidencias seguras de enfriamiento. La sostenida duración de la actividad volcánica y su violencia, no decreciente, durante el Terciario y el Pleistoceno no dejan ninguna duda de que nuestro planeta aún tiene recursos que no muestran ningún indicio de agotarse, ni siquiera después de miles de millones de años.

Varvas

Para medir el tiempo geológico en años, lo primero imprescindible es el reconocer un proceso natural que opere rítmicamente, o a una tasa conocida, a partir de un punto dado bien definido y por el que se pueda llegar a resultados medibles. El método geológico tradicional de medir el tiempo en base al espesor del sedimento no es aplicable debido a que las tasas de sedimentación varían mucho. Sin embargo, en muchas partes del registro geológico hay sedimentos rítmicamente laminados, formados por pares de capas (por ej., limo y arcilla), que pueden identificarse como correspondientes a un año, como los anillos anuales de los árboles. Cada par se llama una *varva* (en sueco, *varv,* repetición periódica) y de los sedimentos caracterizados por este bandeado anual se dice que están *varvados.* Contando los pares sucesivos de varvas de una serie dada, el tiempo representado se puede contar en años (fig. 13.1).

El ejemplo más conocido de esta medida del tiempo por el recuento de las varvas es el que dieron De Geer (1858-1943) y sus colaboradores, cuyo trabajo detallado ha hecho posible disponer de un sistema exacto de cronología geológica que cubre el período desde la retirada del último casquete de hielo escandinavo hasta nuestros días. Tal como se describe en la página 508, el frente de hielo en receso terminaba en un gran lago marginal, cuyo descendiente actual es el mar Báltico. Cada primavera y verano, con el deshielo, el lago frontal recibía una ración de arena, limo y arcilla procedente de los cursos que drenaban en él. El material más grueso se depositaba de golpe, pero las partículas más finas quedaban en suspensión mucho tiempo y no se acababan de depositar hasta que había pasado gran parte del año. Pero a fines de otoño y en invierno, los cursos glaciales se congelaban y el propio lago, helado

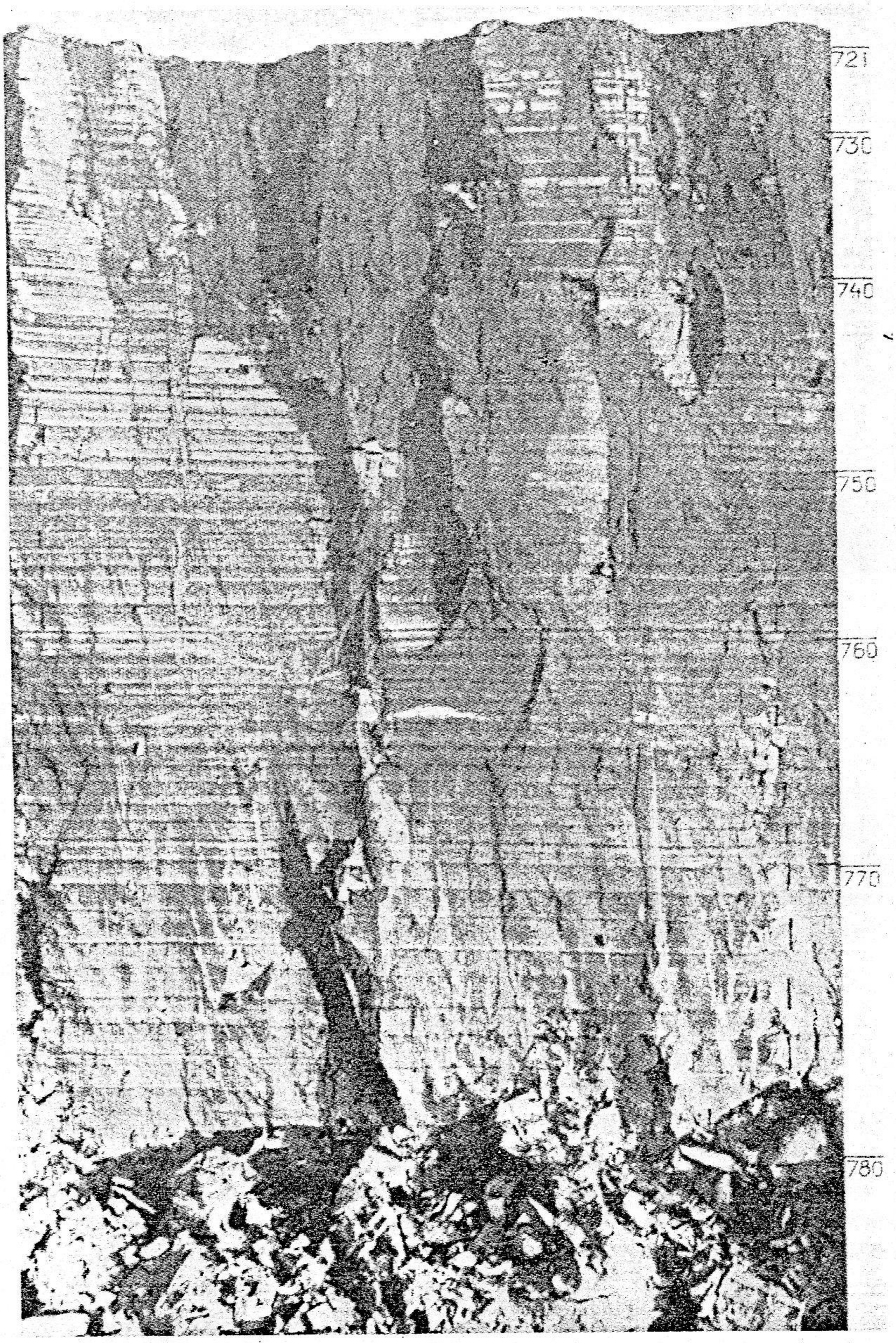


Figura 13.1. Sedimentos varvados en un hoyo arcilloso, Upsala, Suecia. La fotografía muestra 60 varvas que ocupan un espesor de aproximadamente un metro (*A. Reuterskiold,* 1920).

en superficie, no recibía más sedimentos. El fango que aún quedaba en suspensión iba cayendo lentamente al fondo, formando una capa delgada de arcilla oscura, muy fácil de distinguir de la capa más gruesa de limo arenoso subyacente. Al año siguiente, el sedimento liberado por el hielo se volvía a clasificar en tamaños y se depositaba en dos capas estacionales bien marcadas y bien separadas del par subyacente. Al mantenerse el proceso un año tras otro, la zona de deposición se fue trasladando hacia el norte con el hielo en receso, y así las varvas se fueron superponiendo como las tejas imbricadas de un tejado.

En 1884 De Geer empezó a contar las varvas cerca de Estocolmo, y posteriormente, cuando ya contaba con un método de correlación, se llevó

a cabo un registro sistemático del tiempo, en cuenta atrás, hasta la costa de Scania, en el extremo sur de Suecia, y en el lago Storsjön, situado 1000 km al norte. En todas partes el espesor del depósito varvado solía ser menor de 10 m, pero podía contener varios centenares de varvas, de las cuales, cada una representaba un año (fig. 13.1). Las varvas más altas se podían emparejar con las más bajas de localidades vecinas situadas al norte, donde la serie incluye varvas de los años inmediatamente sucesivos. Así, siguiendo las varvas que se solapan a través de cortes y perforaciones en más de 1500 localidades y contando una por una, De Geer y sus discípulos, después de treinta años de trabajo laborioso, consiguieron establecer la cronología exacta de las etapas de retroceso del hielo de los últimos casquetes europeos. Convencionalmente, se estableció que la glaciación había terminado hace unos 8700 años, cuando el casquete se retiró hasta Ragunda y se subdividió en dos (fig. 21.15). Las varvas siguieron depositándose en el lago Storsjön hasta 1796, cuando el hundimiento de la barrera morrénica que represaba el agua provocó un drenaje catastrófico del lago. Las varvas del fondo del lago hicieron posible completar la cuenta hasta fechas históricas. Desde que el frente del hielo se paró a lo largo de lo que actualmente es la costa sur de Suecia, han transcurrido unos 13 500 años.

El único período geológico cuya duración se ha calculado investigando las varvas es el Eoceno. W. H. Bradley descubrió largas series de sedimentos varvados en la formación Green River, constituida por depósitos lacustres de unos 650 m de espesor presentes en Wyoming, Colorado y Utah. Allí, el tipo dominante de varva tiene dos láminas, una de ellas mucho más rica en materia orgánica que su asociada, lo mismo que ocurre en la laminación anual de muchos depósitos lacustres. Contando las varvas donde las había, Bradley calculó que la época Green River había durado de 5 a 8 millodes de años (6,5 ± 1,5 m. de a.). Asumiendo para los depósitos lacustres eocénicos situados por encima y por debajo de la serie Green River la misma tasa de acumulación que para esta última, resultaba que la duración de todo el período Eoceno había sido del orden de 22 ± 5 millones de años. Este cálculo encaja bien con el valor de 16 m. de a. dado al Eoceno en la figura 13.6.

Con raras excepciones, los sedimentos varvados registran sólo intervalos de tiempo cortos. Pero aparte de éstos, los métodos geológicos «de reloj de arena» necesariamente deben basarse en algo más que en conjeturas burdas.

En 1878, el geólogo irlandés Samuel Haughton introdujo un principio que se ha estado usando a falta de algo mejor. Según sus propias palabras «la medida relativa apropiada de los períodos geológicos es el espesor máximo de los estratos formados durante estos períodos». Las cifras de la figura 13.6 suman el sorprendente total de 137 769 m sólo para los sistemas fosilíferos. Sin embargo, aparte de resaltar la inmensidad del tiempo geológico, estas cifras no ayudan mucho a resolver los problemas de edad, porque no conocemos las tasas de deposición de las capas. Para hacernos una idea preliminar del tipo de escala de tiempo implicada, podemos considerar como ejemplo la sedimentación del Nilo, un operario rápido. Desde el reinado de Ramsés II, hace más de 3000 años, cada 400 o 500 años se han añadido 30 cm de sedimento en la zona de Menfis. A esta tasa, los estratos fosilíferos de la columna geológica representarían unos 200 millones de años. Pero ni ésta ni ninguna otra estimación de esta clase puede tomarse en serio, y no es raro que los geólogos del siglo pasado no consiguieran ponerse de acuerdo cuando trataban de establecer el tiempo transcurrido desde principios del período Cámbrico. Los que estuvieron influidos por Kelvin estaban a favor de valores cortos, como los 27,6 m. de a. de Walcott (1893) y los 18,3 m. de a. de Sollas (1900). Algunos se negaron a plegarse conformistamente a la autoridad. En particular, Goodchild calculó 704 m. de a. en 1897.

Es fácil encontrar fallos al principio de Haughton, pero es sólo actualmente, unos 100 años después, cuando se pueden establecer bien. Además, se debe hacer notar que el enorme espesor máximo registrado para los diferentes sistemas (figura 13.7) implica que se debía contar con el espacio necesario para su acumulación en un hundimiento de la corteza largo tiempo sostenido. Para decirlo de un modo tosco y corto, los espesores máximos son medidas de las máximas depresiones corticales en los períodos de que se trata. La tarea siguiente fue relacionar estos espesores máximos con determinaciones reales de la edad en base a la radiactividad. Sollas tenía muy poca es-

peranza en el siglo XX cuando dijo: «¡Cuán inconmensurable sería el avance de nuestra ciencia si pudiéramos poner los principales sucesos que registra en relación con una escala estándar de tiempo!» Actualmente este avance esperado está en plena aceleración.

Radiactividad

El primero de los métodos radiactivos que se desarrolló se basó en la formación de helio y plomo a partir del uranio y el torio, y la acumulación de estos productos finales estables en los minerales radiactivos. La historia empieza en 1896, cuando el físico francés Becquerel, inesperadamente, se encontró con la evidencia de que las sales de uranio desprenden rayos invisibles. La primera revelación de la existencia de estos rayos fue su efecto en placas fotográficas envueltas en papel negro y metidas en un cajón cerrado. Madame Curie, que entonces era una investigadora joven, continuó esta época de los descubrimientos probando todos los demás elementos entonces conocidos. Muy pronto pudo afirmar que también el torio posee la asombrosa propiedad de emitir radiaciones espontáneamente. Para el nuevo fenómeno propuso el nombre de *radiactividad*. Pero lo que más la impresionó fue el descubrir que los minerales de uranio tienen un poder radiactivo mucho mayor que el uranio que contienen. Esto hacía prever la presencia, en los minerales, de un elemento aún no conocido y sumamente radiactivo, o quizá de más de uno.

Trabajando con la pecblenda (mineral formado principalmente por óxidos de uranio), Madame Curie y su esposo, Pierre Curie, detectaron dos nuevos radioelementos antes de finalizar el año 1898. El segundo de ellos fue el radio. Posteriormente, cuando se aisló el radio, se vio que este elemento generaba calor constantemente. Esto ocurre con todos los radioelementos, pero en el caso del radio, que es unos tres millones de veces más activo que el uranio, el calor se podía detectar fácilmente con un termómetro ordinario.

Rutherford encontró que las radiaciones emitidas eran de tres clases distintas a las que designó rayos α, rayos β y rayos γ.

Los rayos α están formados por partículas positivas, que resultaron ser el núcleo de átomos de helio (2 protones + 2 neutrones), desprendidas del núcleo de los átomos que se desintegraban a velocidades de miles de kilómetros por segundo. Las colisiones atómicas resultantes son la principal fuente de calor generado por los radioelementos que descargan rayos α.

Los rayos β son partículas cargadas negativamente expelidas a velocidades aún mayores. Muy pronto se las identificó como electrones, pero electrones del núcleo, no de las órbitas (véase página 46). Uno de los neutrones de un núcleo radiactivo pierde espontáneamente un electrón (—) y se convierte en un protón (+).

Los rayos γ son, como los rayos X, de longitud de onda muy corta y viajan a la velocidad de la luz.

Así resulta evidente que cuando el núcleo de un átomo de radio pierde un núcleo de helio (o sea, una partícula α), el elemento que queda ya no sigue siendo radio. El elemento nuevo, residual, resulta ser un gas; se llama *radón* y también es radiactivo. A su vez, el radón pierde helio y se transforma en otro radioelemento. Hay varias generaciones de estos elementos hijos, algunas de las cuales pierden núcleos de helio (partículas α) y otras, electrones nucleares (partículas β), hasta que en un momento dado la serie llega a su fin. Además del helio generado en el proceso, el elemento estable que finalmente queda es un isótopo del plomo, elemento bien conocido y familiar.

Es evidente que el radio, por sí mismo, no podría seguir existiendo indefinidamente. Pierde helio a una tasa tal que después de 1622 años, la mitad del que había se ha descompuesto en sus elementos hijos. Este período se describe como su *vida media* o *período de vida media*. Es evidente que, a no ser que el radio se haya estado generando a partir de algo, las reservas del mundo —aunque inicialmente grandes— se habrían convertido en prácticamente nada desde hace ya mucho tiempo. Pero muy pronto se descubrió que el radio está siendo constantemente repuesto en forma del miembro de una de las familias de los radioelementos que proceden del uranio. El elemento madre, el uranio, como ahora todo el mundo sabe, está formado casi íntegramente de dos isótopos, el U^{238} y el U^{235}. Cada uno de ellos es el progenitor de una gran familia de elementos, todos radiactivos excepto los productos finales, helio y plomo. Una tercera familia, que también termi-

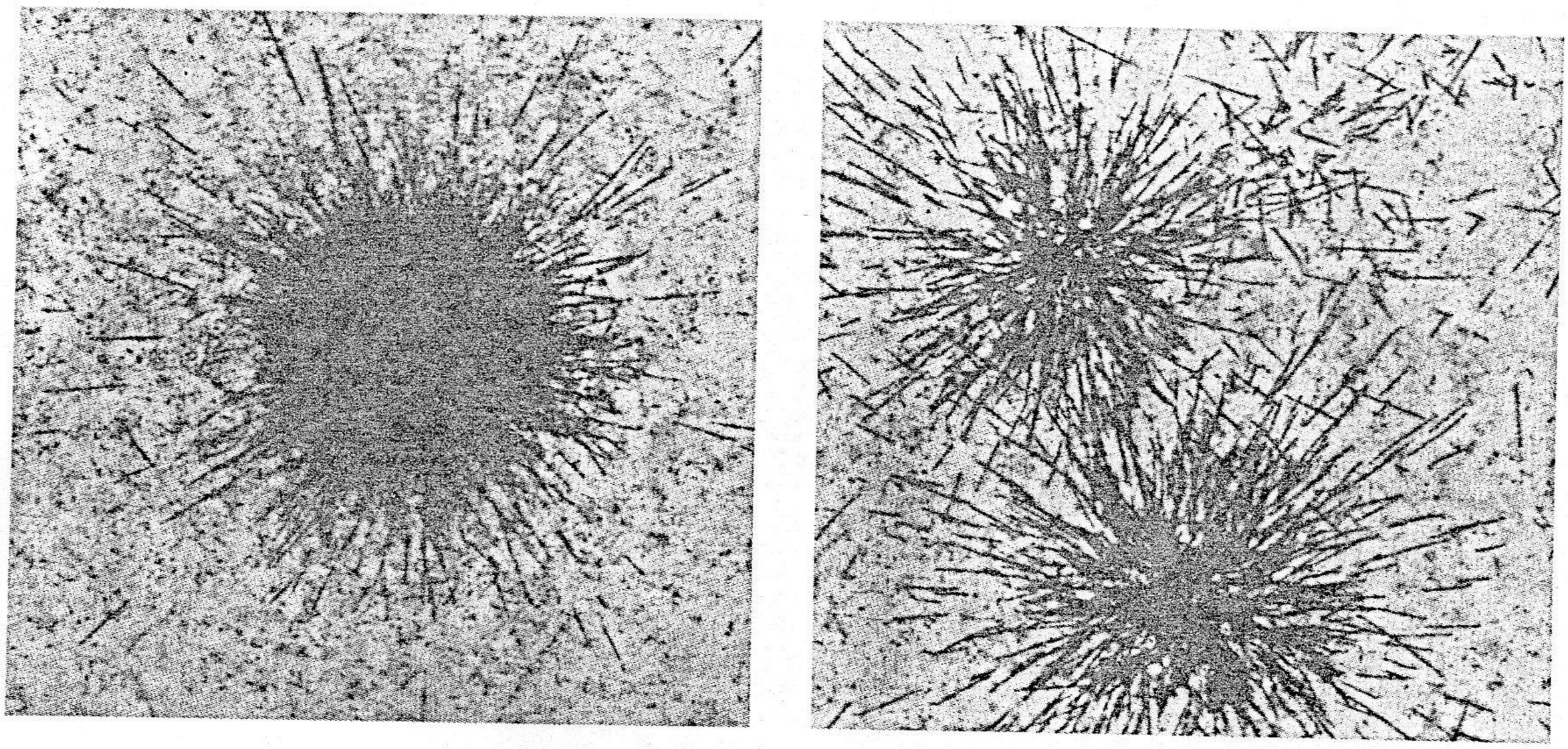


Figura 13.2. Demostraciones fotográficas de la radiactividad.
izquierda: Autorradiografías de monacita incluida en un feldespato en una lámina delgada de granito de Predazzo, Alpes italianos. Se colocó la lámina en una placa fotográfica (protegida de la luz) durante 36 días. La radiación ha ennegrecido la zona cubierta de monacita y no sólo eso sino que más allá se ven líneas radiales ennegrecidas por el paso de partículas α individualizadas.
derecha: Zircones que contienen minúsculos gránulos de xenotima, incluidos en un feldespato de una lámina delgada de granito de Predazzo. Exposición de 36 días, como en el caso de la fotografía de la izquierda *(O. H. Merlin y E. Justin).*

na con un isótopo de plomo, tiene como progenitor el torio, Th^{232}. Así, en lugar de ser padre de dioses, Urano, junto con Thorio, ha resultado ser padre de elementos. De ser el señor de los rayos, Thorio se ha convertido, junto con Urano, en un generador centelleante de proyectiles atómicos de gran velocidad (fig. 13.2).

Cronómetros geológicos

Si omitimos la energía liberada en forma de calor, los resultados finales de estas transformaciones atómicas se pueden resumir así:

$$U^{238} \rightarrow Pb^{206} + 8He^{4}$$
$$U^{235} \rightarrow Pb^{207} + 7He^{4}$$
$$Th^{232} \rightarrow Pb^{208} + 6He^{4}$$

Algunos minerales de uranio, de los que la pecblenda es el principal, contienen poco o nada de torio, pero la mayoría de los minerales radiactivos los contienen a ambos, uranio y torio y, por consiguiente, los tres isótopos de plomo se acumulan simultáneamente en aquellos minerales. El plomo comercial ordinario, obtenido a partir de minerales comunes de plomo como la galena, es una mezcla de los mismos tres isótopos junto con un cuarto, el Pb^{204}, que, a diferencia de los demás, no es un producto de degradación radiactiva. En el transcurso del tiempo geológico la abundancia de los demás isótopos ha estado aumentando constantemente, mientras que la cantidad de Pb^{204} no ha cambiado. Esto es una gran suerte, porque si en el plomo hay Pb^{204} separado de un mineral radiactivo, su cantidad presente sirve para medir la proporción de plomo heredado que había en forma de constituyente original del mineral, durante su cristalización. Este plomo, si está presente, debe restarse del plomo total para conocer la cantidad que se ha producido en el mineral durante el tiempo de su existencia.

El término «mineral radiactivo» suele usarse par minerales que contienen cantidades apreciables de uranio, de torio o de ambos. Se sabe que otros elementos naturales también son progenitores radiactivos, pero sólo dos de ellos, el potasio y el rubidio, son de importancia práctica como cronómetros geológicos. De hecho, son especialmente valiosos, debido a que están presentes y a

menudo juntos, en minerales comunes, como los feldespatos potásicos y las micas y también en un mineral verde brillante sumamente interesante, llamado *glauconita* (silicato hidratado de hierro y potasio), que se forma en el fondo del mar, y es responsable del color de las arenas y barros verdes que actualmente se depositan en muchas partes de las plataformas y taludes continentales. La glauconita está presente en gran variedad de estratos fosilíferos de edad geológica conocida, desdes el Cámbrico al Reciente. Como mineral potásico, lleva en sí un registro del tiempo transcurrido desde que se originó en el fondo del mar. En la práctica hay muchas dificultades a superar, lo que ocurre también con la datación de rocas ígneas que contienen feldespatos potásicos y/o micas. Difícilmente se puede establecer con precisión la edad geológica de las rocas ígneas, excepto en el caso en que se trata de coladas de lava interestratificadas con capas fosilíferas. La datación por el método del rubidio suele ir mejor que la basada en el potasio y, afortunadamente, suele aplicarse con éxito a rocas y minerales potásicos.

El isótopo radiactivo del rubidio, el Rb^{87}, se degrada por un proceso muy simple. En la desintegración, un átomo de este isótopo pierde una partícula β de su núcleo, con lo que un neutrón del núcleo se convierte en un protón. El número másico o peso atómico sigue siendo el mismo, pero el número atómico pasa de 37, el del rubidio, a 38, que es el del estroncio. Un átomo de rubidio se ha transformado en uno de estroncio:

$$Rb^{87} - \beta = Sr^{87}$$

La radiactividad del potasio es más compleja. El isótopo radiactivo es el K^{40}, y de los átomos que se desintegran, un 89 por ciento se comportan como Rb^{87}, perdiendo todos una partícula β de su núcleo y convirtiéndose en Ca^{40}, cuyo número atómico pasa a ser 20 en lugar del 19 original:

$$K^{40} - \beta = Ca^{40}$$

Como el calcio ordinario es un elemento muy común y en su mayor parte está hecho de Ca^{40}, las mínimas adiciones que aporta el potasio apenas se pueden identificar, como ocurre con las gotas de lluvia en el mar. Por eso, este cambio es de un valor muy limitado para propósitos de datación.

Sin embargo, el 11 por ciento restante de los átomos de K^{40} se desintegra según un proceso que podríamos calificar de opuesto. Cada núcleo capta un electrón orbital, o sea, un protón se convierte en un neutrón, y el número atómico pasa de 19 a 18, que es el de argón. Esta transformación puede utilizarse de forma generalizada para datar minerales:

$$K^{40} + e^{-1} = Ar^{40}$$

Con el reciente desarrollo de métodos de análisis muy finos se dispone actualmente de seis clases diferentes de «relojes» radiactivos (fig. 13.3):

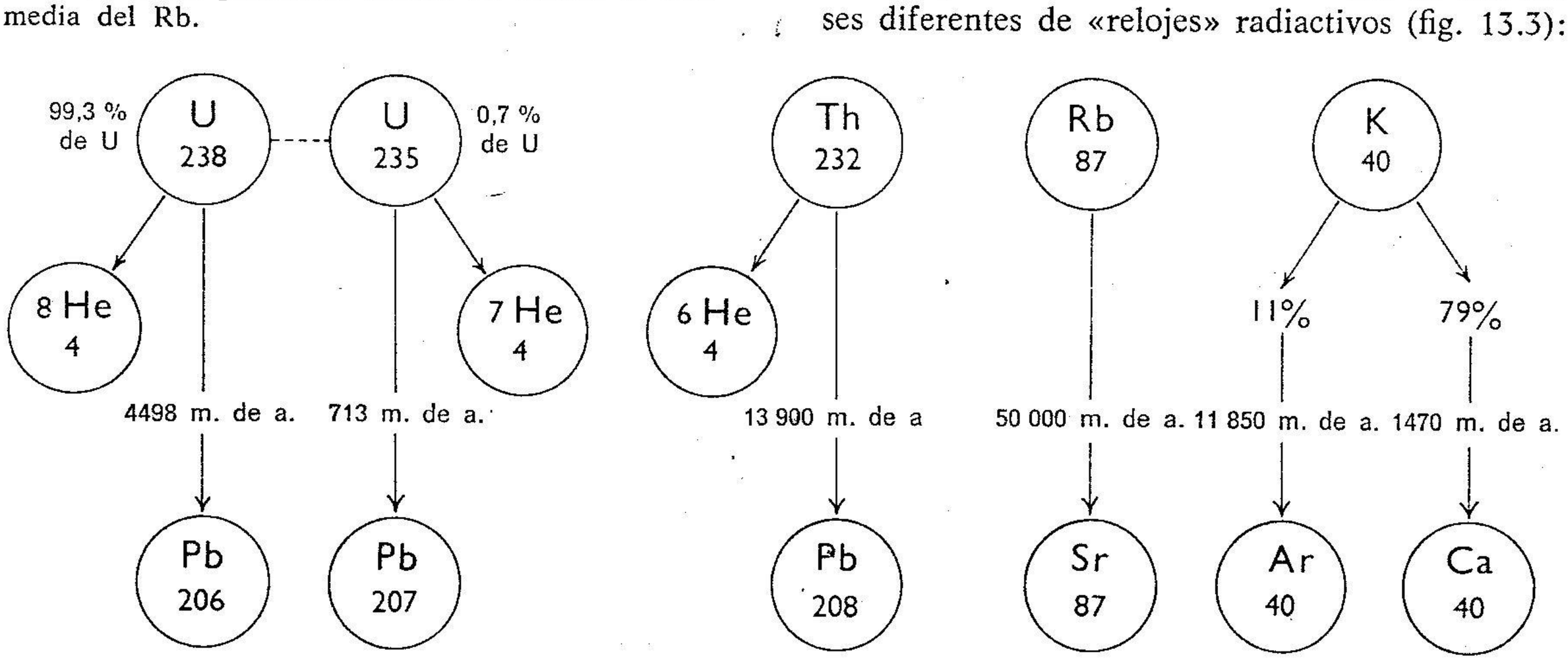


Figura 13.3. Cronómetros radiactivos: diagrama que indica los isótopos-madre, su vida media (en millones de años) y los productos finales. Es dudosa la vida media del Rb.

1), 2), 3) tres que se basan en tres isótopos de plomo diferentes;
4) Los mismos basados en el helio;
5) uno de argón; y
6) otro de estroncio.

De ellos, la acumulación de helio en minerales radiactivos ordinarios es de un valor de datación muy limitado, ya que el helio es un gas liviano, parte del cual escapa fácilmente, por difusión, de cualquier mineral en el que se haya producido incluso en cantidades mayores que las trazas. El argón también es un gas, pero es mucho más pesado. Aunque tiene menos posibilidades que el helio, también tiende a escapar, en especial de los feldespatos, y según el argón, muchas edades han resultado ser algo bajas cuando se las ha comparado con las obtenidas por otros métodos.

Lectura de los cronómetros radiactivos

Se ha visto que la tasa de desintegración de todos los elementos radiactivos cumple una ley muy simple descubierta y anunciada por Rutherford y Soddy ya en 1902. El número de átomos n que se desintegran en una unidad de tiempo dada (por ejemplo, en un segundo o en un año, según convenga) es directamente proporcional al número de átomos, N, del elemento radiactivo presente en la muestra. Es importante resaltar que la tasa de desintegración es completamente independiente del tiempo que ya llevaban los átomos existiendo. A diferencia de los seres humanos, cuyas posibilidades de morir aumentan con la vejez, los átomos de un isótopo radiactivo mantienen las mismas posibilidades de vivir o morir (o sea, descomponerse o desintegrarse) sea cual sea su edad. La constancia de la tasa de degradación es puramente estadística. De diez millones de átomos (N) de radio, por ejemplo, 4273 (n) se descomponen cada año. La fracción n/N se denomina constante de descomposición o desintegración, y se representa por λ. Para el radio, $\lambda = 0{,}0004273$ por año. Suele ser más fácil trabajar con el período de vida media, T, que es el tiempo requerido para que cualquier número de átomos inicial se reduzca a la mitad. T siempre es $0{,}693/\lambda$. Así, la vida media del radio es de 1622 años.

El hecho de que en el mundo haya todavía mucho uranio indica que la vida media de sus isótopos debe ser enormemente mayor que la del radio. Una casi coincidencia que vale la pena recordar es que la vida media del U^{238} es prácticamente la misma que la edad de la corteza terrestre. O sea, hace 4498 millones de años (valor de T para el U^{238}) había el doble de U^{238} en el mundo del que hay actualmente (fig. 13.4).

Para los de mente matemática vamos a considerar brevemente la fórmula general de cálculo radiométrico de la edad.

Sea Np el número de átomos de un radioelemento madre que hay ahora en una muestra dada de un mineral cristalizado hace t años, siendo t la edad del mineral.

Sea Nd el número de átomos del producto final —elemento hijo estable— generados en la muestra durante el tiempo t.

Np y Nd se conocen analizando la muestra, y nuestro problema es calcular el valor de t a partir de los resultados analíticos. Para ello se requiere una ecuación que relaciona t con la tasa de desintegración del elemento progenitor, o sea, con la constante de desintegración λ.

Según la ley fundamental de desintegración radiactiva de Rutherford y Soddy, el número de átomos del elemento madre presentes en la muestra, cuando el mineral cristalizó, se puede expresar como $Npe^{\lambda t}$ en que e es la base de los logaritmos neperianos. Así se llega a la ecuación

$$Npe^{\lambda t} - Np = Nd$$

que se reduce a

$$e^{\lambda t} = 1 + Nd/Np$$

Sacando logaritmos neperianos en ambos miembros de esta ecuación:

$$\lambda t = \log_e\ (1 + Nd/Np),$$

y transponiéndolos a logaritmos ordinarios se convierte en

$$t = (2{,}303/\lambda) \times \log_{10}\ (1 + Nd/Np)$$

o bien, en términos de vida media, T,

$$t = 3{,}323T \times \log_{10}\ (1 + Nd/Np).$$

La edad de una pegmatita que contenga, por ejemplo, uraninita y feldespatos y micas potási-

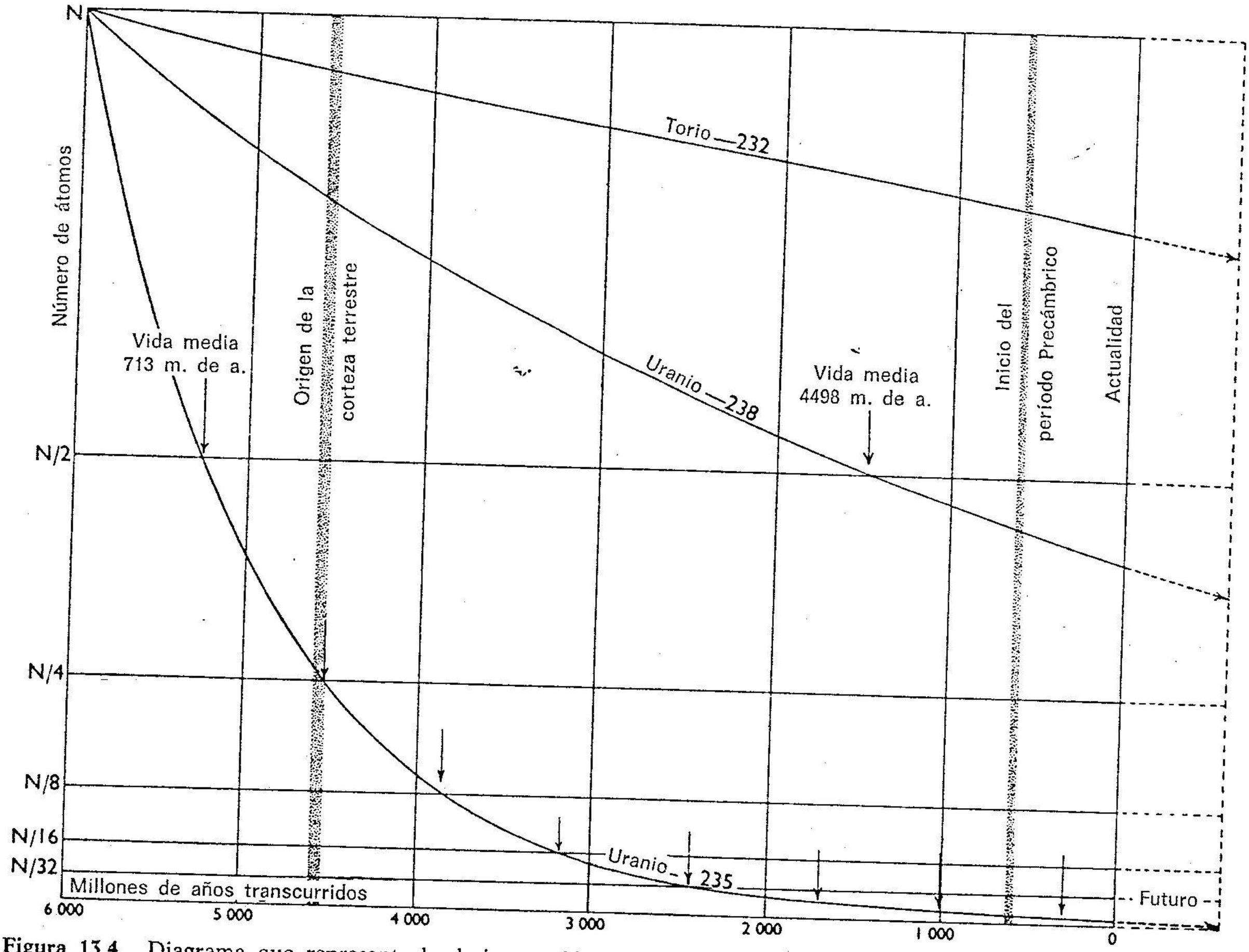


Figura 13.4. Diagrama que representa la desintegración radioactiva del uranio y del torio, empezando, hace 6000 millones de años, con N átomos de cada isótopo. Se verá que mientras para el U-235 ha pasado seis veces el tiempo de su vida media (y está de lleno en la séptima), durante el tiempo geológico, para el U-238 sólo ha pasado una vez y para el Th-232, sólo una fracción de una vez.

cos, se puede calcular de cinco formas independientes sustituyendo λ y T por los valores adecuados y poniendo las razones correspondientes *Nd/Np*. Éstas, tal como se indica en la figura 13.3, son: Pb^{206}/U^{238}, Pb^{207}/U^{235}, Pb^{208}/Th^{232}, Sr^{87}/Rb^{87} y $Ar^{40}/(11\ \%\ de\ K^{40})$.

Para la razón Pb^{207}/Pb^{206} también se da un valor *t*. Éste depende del hecho que el U^{235} se desintegre a una tasa más de seis veces más rápida que el U^{238}. Por consiguiente, al contar el tiempo atrás, es fácil ver que cuanto más viejo es el mineral, mayor fue la proporción inicial de U^{235} y mayor la proporción de Pb^{207} generado posteriormente en el mineral. La razón Pb^{207}/Pb^{206} aumenta con la edad del mineral, tal como lo indica la figura 13.5.

Aquí debe añadirse —anticipándonos a una pregunta muy frecuente— que la fisión atómica del tipo producido en bombas atómicas y plantas nucleares no sirve para las determinaciones de edades. De hecho, esta fisión se produce de modo natural en las rocas, como consecuencia de colisiones accidentales y sumamente raras entre neutrones muy energéticos (derivados principalmente de rayos cósmicos) y el núcleo de radioelementos pesados. Pero la tasa de este tipo de destrucción atómica es excesivamente lenta comparada con la de la desintegración radiactiva normal: entre mil y un millón de veces más lenta. No sólo es despreciable el efecto geocronológico, sino que, además, la energía liberada por fisión nuclear es excesivamente pequeña para tener la más mínima signifi-

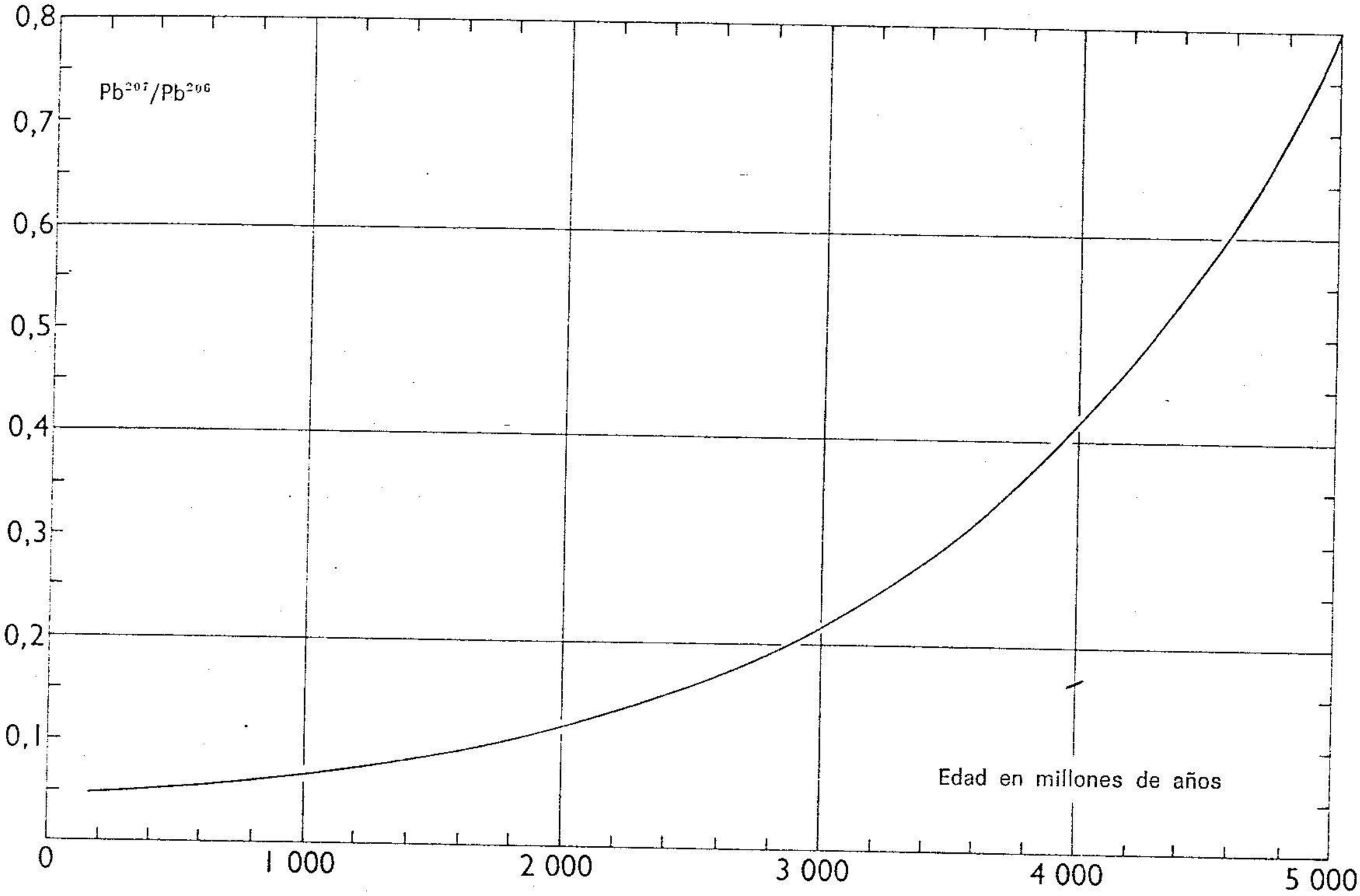


Figura 13.5. Gráfico que da la edad aproximada de un mineral del que se conoce la razón de los Pb radiogénicos Pb-207/Pb-206. Se puede ver que para los minerales que tienen menos de 400-500 millones de años, la variación de la razón con el tiempo es demasiado débil para poder ser útil.

cación geológica; concretamente, no puede tener nada que ver con el problema de la actividad volcánica.

Datación de los períodos geológicos

Para construir una escala de tiempo aceptable es necesario disponer de medidas radiométricas fiables de la edad de minerales y rocas de edad geológica conocida, y también contar con determinaciones que están distribuidas en el tiempo de un modo parejo, por períodos. Por ahora, ninguna de ambas condiciones se cumple del todo. Muchos de los resultados se tienen que descartar debido o bien a que la evidencia de su edad estratigráfica no es concluyente o bien a que las edades radiométricas no son del todo fiables. Una de las dificultades actuales es la inseguridad que existe respecto de la vida media del rubidio.

Las rocas y minerales usados para determinaciones radiométricas proceden de alguna de las siguientes variedades de rocas:

a) Coladas de lava y piroclastos interestratificados con rocas sedimentarias, cuya edad estratigráfica está claramente establecida por los fósiles. Las edades radiométricas de estas coladas o piroclastos deberán corresponderse muy bien con la edad real de los estratos entre los que se encuentran.

b) Rocas sedimentarias, datadas con precisión mediante fósiles, que contienen minerales antígenos (originados *in situ*) que han crecido durante o después de la deposición de la roca de la que forman parte. En este caso, la edad radiométrica será la edad mínima de la roca sedimentaria. La glauconita se ha usado mucho para dataciones radiométricas, en especial la glauconita extraída de los testigos de perforaciones de profundidad. En comparación con los ejemplares que han estado en condiciones de exposición a la superficie o a sus proximidades, tienen más probabilidades de haber conservado mejor el argón acumulado y al-

macenado. Sin embargo, Lambert (1971), analizando los datos disponibles, considera que la glauconita no es fiable para datar rocas más antiguas que las oligocénicas.

c) Rocas ígneas intrusivas y minerales derivados de ellas que atraviesan rocas sedimentarias de posición estratigráfica establecida. Las edades radiométricas que se obtengan son las edades mínimas de las rocas sedimentarias, que son necesariamente más viejas que las rocas ígneas que las atraviesan.

d) Rocas metamórficas, cuya edad radiométrica, en especial la que se determina a partir de minerales, probablemente data el tiempo en que tuvo lugar el metamorfismo (véase pág. 266).

Para el Fanerozoico, o sea desde principios del Cámbrico hacia acá, se han confeccionado muchas escalas de tiempo. El término Fanerozoico es un nombre colectivo, derivado del griego, que significa «con abundante vida visible». Al iniciarse la confección de estas escalas de tiempo se disponía de muy pocos datos radiométricos. A medida que se acumulaban más datos, solía ser necesario revisar las escalas de tiempo por geólogos capaces de establecer el valor de las evidencias, tanto estratigráficas como radiométricas, para usar sólo datos de confianza. La figura 13.6 es una escala de tiempo radiométrica para el Fanerozoico, confeccionada a partir de los datos de que se disponía en 1968 (*The Phanerozoic Time-scale,* 1964, 1971).

En los inicios de la datación radiométrica, cuando no había datos de muchos sectores de la columna geológica, era conveniente disponer de algún estándar geológico que, aunque fuera poco exacto, sirviera como medio de interpolación entre partes bien datadas de la columna. Aquí seguía siendo útil el principio de Haughton (pág. 257). Mediante un diagrama de edad y espesor acumulativo de los estratos, como el de la figura 13.7,

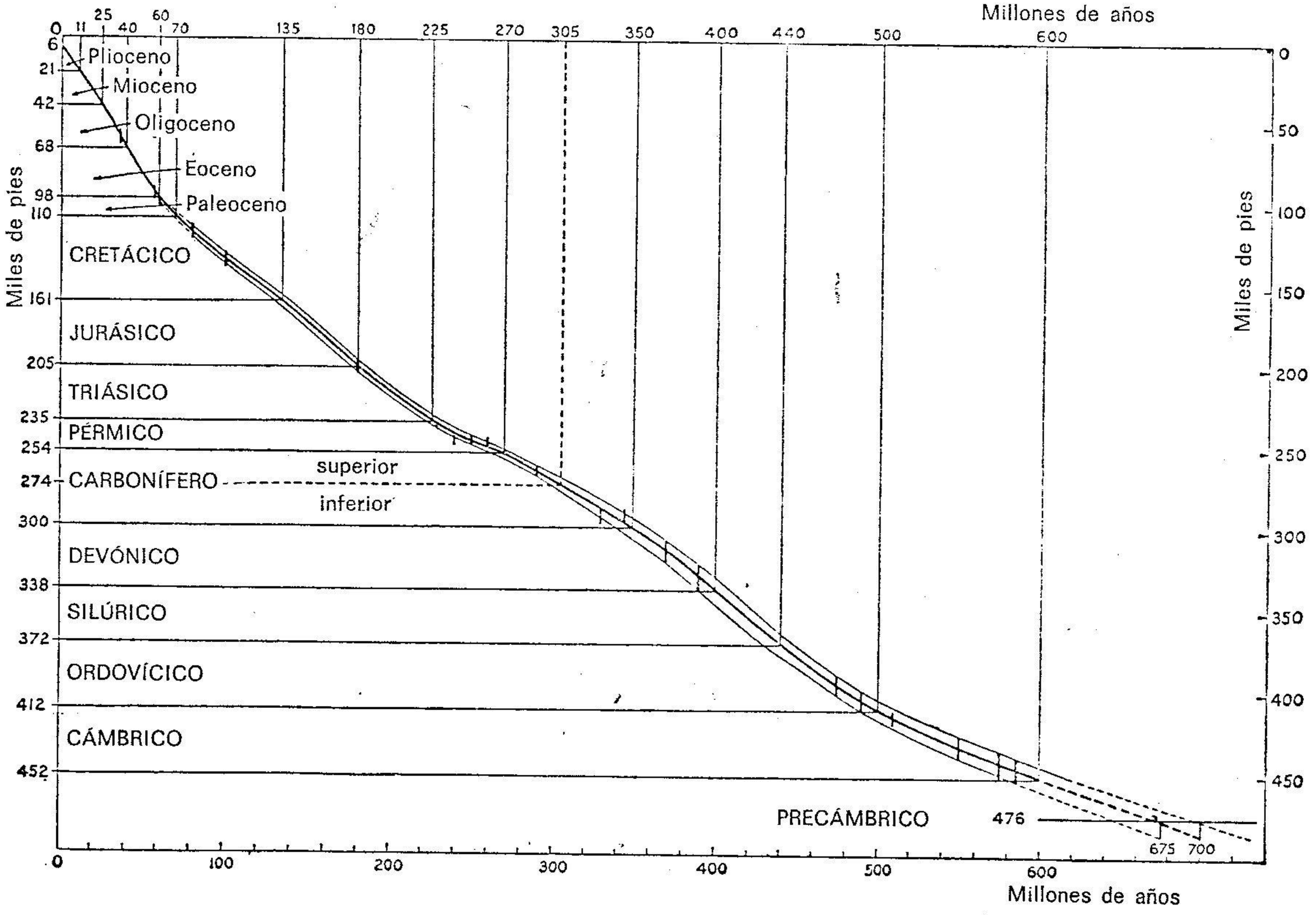


Figura 13.6. Confección de una escala del tiempo geológico desde principios del período Cámbrico (*A. Holmes,* 1959).

por lo menos se podía llegar a obtener una aproximación provisional a una escala de tiempo que fuera internamente coherente. De la curva resultante (la línea que se encuentra en medio de una especie de «canal de inseguridad» que comporta errores a ambos lados) es posible leer la duración aproximada de cada uno de los períodos y las fechas correspondientes a su inicio y terminación. Como el número de datos radiométricos ha aumentado, no sólo es posible sino también preferible preparar la escala de tiempo sólo con datos radiométricos, tal como se presenta, a modo de ejemplo, en la figura 13.6.

Datación del Precámbrico y de la edad de la tierra

En los inicios de la geología, se consideró que las rocas precámbricas representaban partes de la corteza terrestre original, formada durante una era «Arcaica» de condiciones calientes y turbulentas. Lo que ahora se identifica como estructuras plegadas y especialmente como pliegues replegados (pág. 773), en aquella época se describía como flujos turbulentos. A fines del siglo pasado, mientras trabajaba en Finlandia, Sederholm encontró que el Precámbrico se podía dividir en ciclos orogénicos, empezando por sedimentación, siguiendo con orogénesis, metamorfismo regional asociado y granitización, y terminando con intrusión de granitos y emplazamiento de pegmatitas. Posteriormente, Wegmann, cuando aún era un escolar de Argand, ideó unas técnicas especiales para investigar e interpretar los eventos tectónicos sucesivos palpables en los gneises y migmatitas de Finlandia. El principio de Sederholm, de que no hay razones obvias para limitar las orogenias al Cámbrico y períodos más recientes, se extendió a los escudos precámbricos de otras partes de la tierra.

Sederholm utilizó mucho los enjambres de diques basálticos metamorfizados (metabasaltos) co-

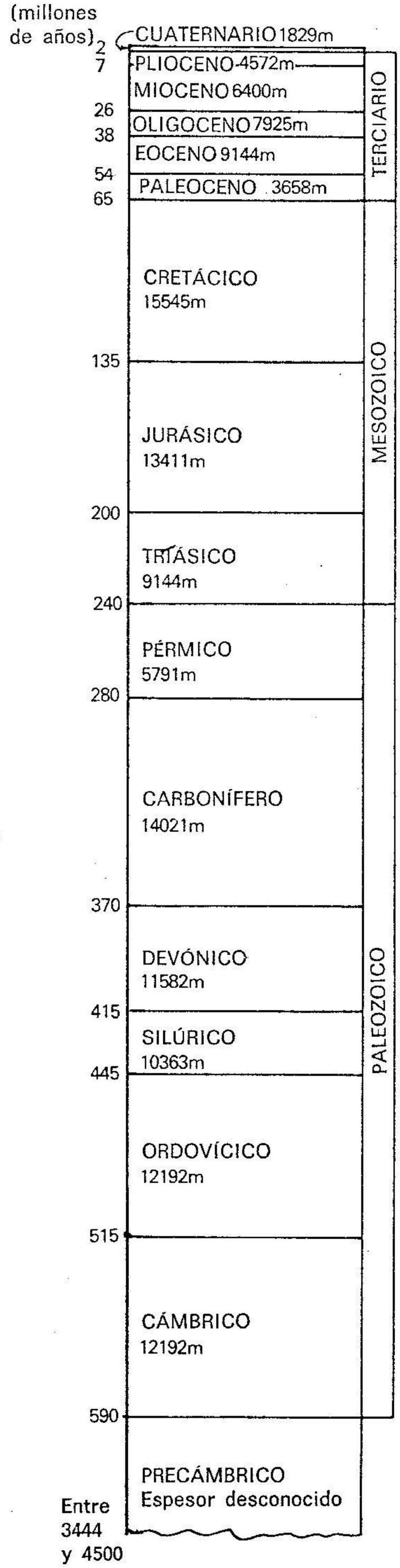


Figura 13.7. Escala radiométrica del tiempo geológico basada en la escala de tiempo del Fanerozoico de la Geological Society (1964) con las correcciones recomendadas por R. St. John Lambert, 1971 *(Geological Society Supplement to the Phanerozoic Time-scale).* Las edades radiométricas, en millones de años, se indican en la base de los períodos, de los que además se dan los espesores máximos aproximados, en metros.

mo marcadores estratigráficos del tiempo, con los cuales se podían separar hechos sucesivos. Muchos años después, Sutton y Watson (1951) usaron este mismo método para dividir el complejo lewisiano de los Highlands noroccidentales de Escocia en un complejo o provincia más viejo, Scouriense, y uno más joven, Laxfordiense. El Scouriense, cuya edad radiométrica es de entre 2800 y 2200 millones de años, está cortado por un conjunto de diques metabasálticos de unos 2000 millones de años. Al emplazamiento de los diques le siguió el Laxfordiense, de 2200 a 1600 millones de años, que en parte está compuesto de Scouriense metamorfizado y rejuvenecido. Esto se pone de manifiesto en dos edades radiométricas del Scouriense distintas, derivadas, una de minerales, y la otra, de la roca en conjunto. Cuando se data biotita u hornblenda de rocas metamórficas por los métodos K-Ar o Rb-Sr, las dataciones se refieren a la época del metamorfismo, tanto si éste se debe sólo al calor como si se debe al calor y al flujo de roca que provocaron la esquistosidad o la foliación. Las determinaciones de edad de la roca en conjunto por el método Rb-Sr dan valores que se aproximan a la edad de la roca original. La razón de estos dos resultados diferentes está en que, durante el metamorfismo, la biotita y la hornblenda pierden el argón y estroncio radiogénico. El estroncio radiogénico no suele difundirse muy lejos, más bien se acomoda en la plagioclasa vecina, en cuya malla cristalina puede sustituir al calcio. Por eso, es muy probable que las determinaciones de edad de la roca en conjunto por el método Rb-Sr revelen la edad inicial. Es interesante destacar que, ya a primeros de siglo, Lyell sugirió que las rocas metamórficas debían tener un

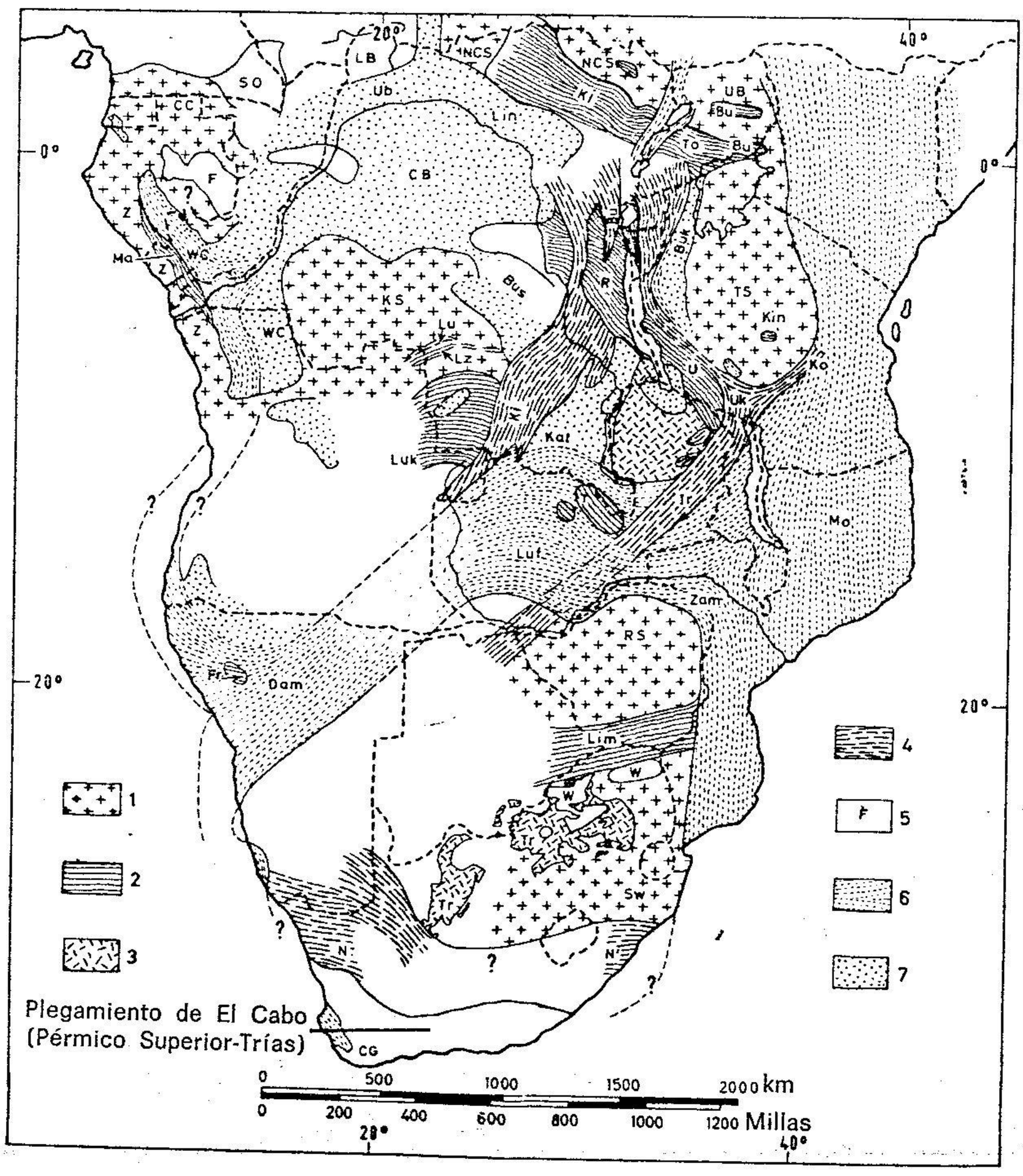


Figura 13.8. Mapa esquemático que representa cuatro sistemas orogénicos, datados radiométricamente, de África del sur y ecuatorial. Los cinturones fueron sucesivamente plegados y metamorfizados hace (1) 2500-2600, (2) 2100-1950, (4) 1300-1100 y (6) 730-600 millones de años (*L. Cahen y N. S. Snelling,* 1966).

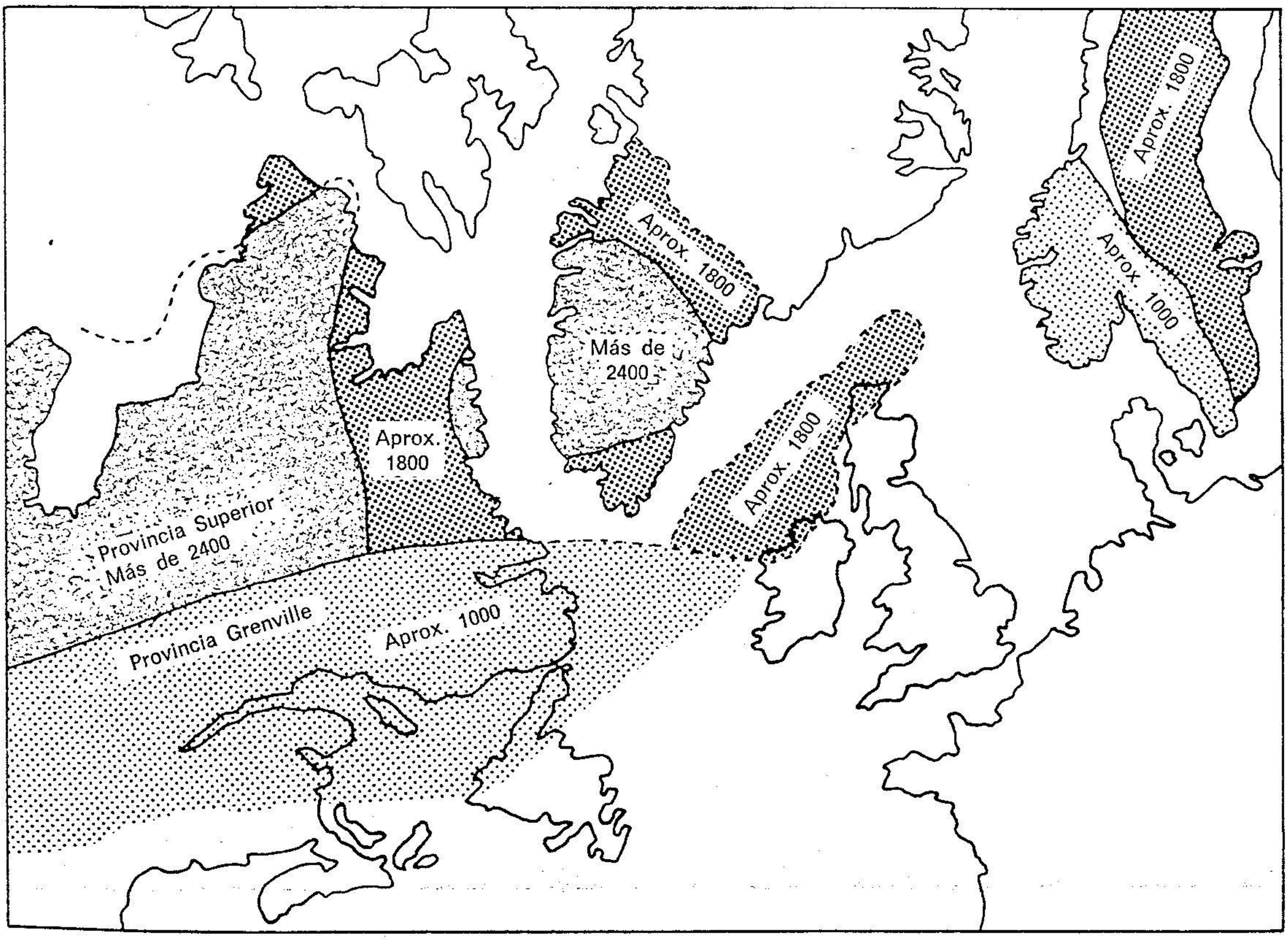
nombre mixto que indicara la edad geológica de la roca original y la época del metamorfismo. Las rocas scourienses, metamorfizadas y rejuvenecidas en épocas laxfordienses, se denominarían Scourienses-Laxfordienses.

Tal como representa la figura 13.8, en África se han diferenciado cuatro alineaciones orogénicas precámbricas. De ellas, el ciclo katangueño es interesante, porque ocupa un período de tiempo geológico muy largo. Empezando con la sedimentación, hace unos 1200 millones de años, siguió con una fase orogénica de hace 720 a 750 m. de a. y el final del plegamiento se pone de manifiesto por los granitos intrusivos de hace unos 620 m. de a. o más. Finalmente, hace entre 525 y 510 m. de a. se emplazaron pegmatitas postectónicas y, luego, vetas minerales de 510 a 455 m. de a. Así, la duración del ciclo orogénico katangueño fue de unos 7^{00} a 8^{00} millones de años.

En África hay regiones de rocas más antiguas que las que se identifican como parte de sistemas orogénicos. Las rocas de estos escudos, o cratones como a veces se los llama, tienen más de 2500 m. de a. y, localmente, más de 3500 m. de a. En 1906, Van Hise dividió las rocas precámbricas de Minnesota en cuatro grupos, que posteriormente se agruparon en dos mayores:

Keweenewense Huroniense	Proterozoico
Keewatiense Laurentiense	Arcaico

Figura 13.9. Distribución generalizada de las provincias precámbricas de la región noratlántica tal como era, según Bullard *et al.* (1965), antes de la apertura de la parte norte del océano Atlántico. Los números representan la época aproximada, antes de la actualidad y en millones de años, en que cada provincia quedó bien establecida. La provincia norteamericana de Grenville se correlaciona por la edad con la escandinava sudoccidental, pero aún hay dudas respecto a si este cinturón cruzó o no a través de las islas Británicas bajo las rocas más jóvenes y de mayor extensión (*Según J. Watson,* 1973).

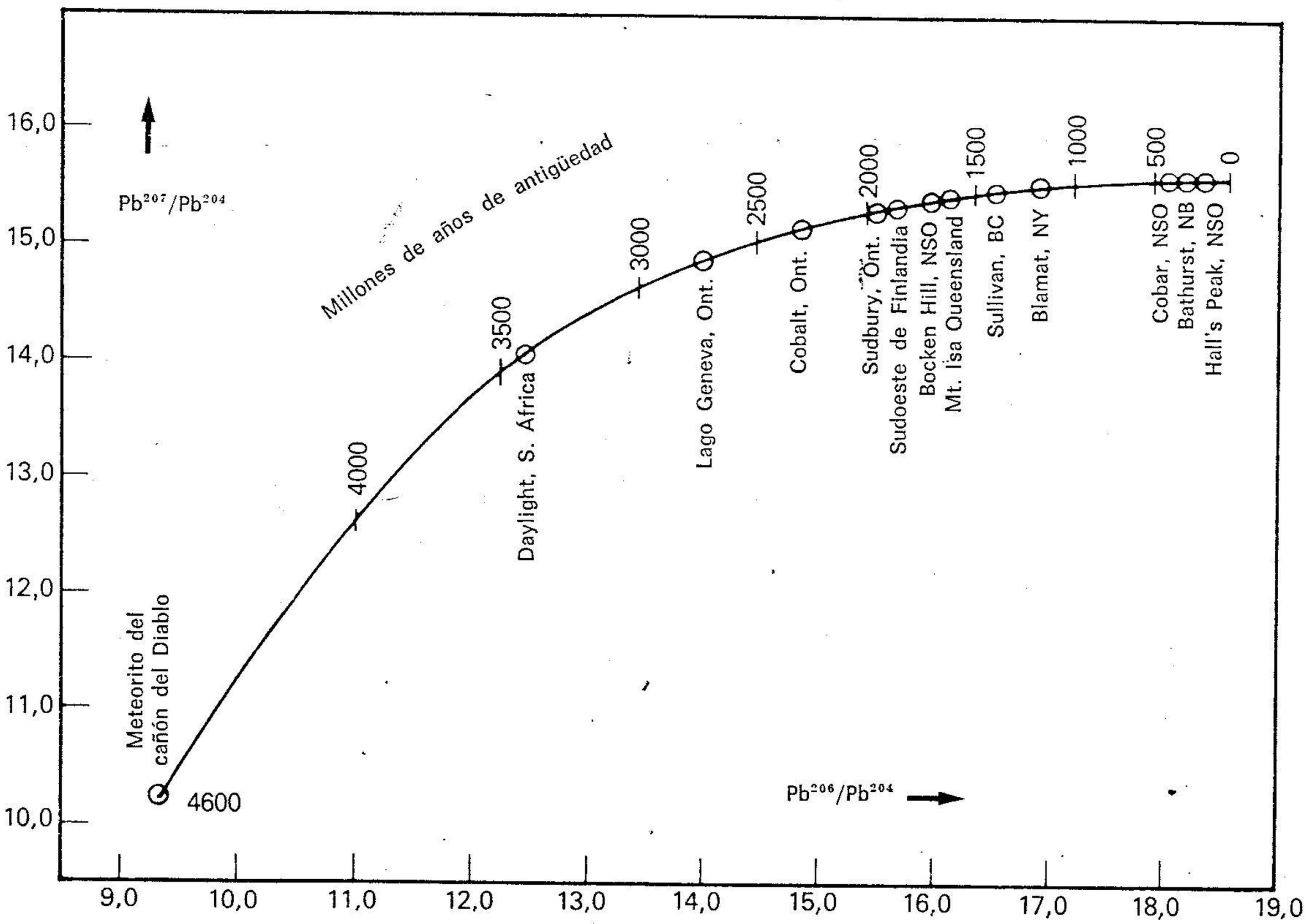


Esta clasificación, de interés sólo local, en su tiempo se aplicó ampliamente a las rocas precámbricas de otros continentes. En los últimos años se han vuelto a aplicar las dos divisiones principales, reservándose el término Proterozoico a las rocas de 600 a 2500 millones de años, o sea, más antiguas que las cámbricas y más jóvenes que las denominadas arcaicas. Así, el término Proterozoico se usa para indicar la parte del Precámbrico que se ha podido dividir en ciclos orogénicos, mientras que el término Arcaico se restringe a rocas aún más antiguas, de más de 2500 m. de a., en las que, por ahora, todavía no se han podido identificar cinturones orogénicos y que están constituidas típicamente de granulitas y de alineaciones de rocas verdes de tipo sinclinal.

Se han hecho muchos intentos de correlación de las rocas precámbricas de los distintos continentes, pero, debido a la ausencia de fósiles zonales, esto sólo es posible refiriéndose a edades radiométricas. En rocas precámbricas de incluso más de 3000 m. de a. se han descubierto algas y bacterias, pero no sirven para hacer correlaciones. La figura 13.9 representa un intento reciente de correlación de los sistemas precámbricos de ambos lados del Atlántico norte, y el mapa representa la época anterior a la apertura del Atlántico norte.

Las rocas más antiguas encontradas hasta ahora son los gneises de 3750 m. de a. de la zona de Godthaab, en el sudoeste de Groenlandia. Sin embargo, existían rocas corticales más antiguas, porque en los gneises hay inclusiones enormes de rocas metamórficas que parecen haberse originado como lavas y sedimentos clásticos.

Figura 13.10. Gráfico que ilustra el aumento, en el transcurso del tiempo geológico, del plomo radiogénico (Pb^{206} y Pb^{207}) en relación con el plomo original (Pb^{204}), determinado a partir de depósitos de plomo importantes de localidades indicadas en el gráfico, y cuyas edades se han determinado por otros métodos radiométricos. Cuando la curva se prolonga hacia atrás en el tiempo, pasa por la posición de una razón isotópica medida en un meteorito, de 4600 millones de años, del Cañón del Diablo (*Según S. Moorbath,* 1975).



Es obvio que la tierra debe de tener más de 3750 m. de a., pero su edad real, por ahora, sólo se puede estimar, lo cual se ha hecho tomando como referencia estos tres factores:

a) La edad de los meteoritos, determinada por los métodos U-Pb y Rb-Sr, es de unos 4600 m. de a.

b) Las rocas más antiguas traídas de la luna, cuya edad se ha determinado por los métodos U-Pb y Rb-Sr, también tienen 4600 m. de a.

c) En el transcurso del tiempo geológico, el plomo radiogénico (Pb^{206} y Pb^{207}) ha aumentado en relación con el plomo primitivo (Pb^{204}). Este aumento, determinado en minerales de plomo cuya edad varía entre 500 y 4000 m. de a., se representa en la figura 13.10 allí donde la curva, extrapolada hacia atrás en el tiempo, pasa por las razones isotópicas del plomo medidas en un meteorito de 4600 millones de años. Esta buena «correspondencia» indica que la tierra tiene una edad similar.

Así se puede concluir, en líneas generales, que la tierra tiene una edad de unos 4600 m. de a. Es importante resaltar que el tiempo transcurrido antes del Cámbrico fue unas siete u ocho veces más largo que el que ha transcurrido desde entonces.

Datación por radiocarbono

Los radioelementos progenitores considerados hasta ahora son los que tienen una vida media comparable a la edad de la tierra y, por lo tanto, adecuados para medir intervalos largos de tiempo geológico. Para medir intervalos más cortos, como los de interés histórico y arqueológico, no se dispuso de métodos similares hasta 1951, cuando W. F. Libby descubrió que en el aire, en las aguas naturales y en los seres vivos hay mínimas cantidades de un isótopo de carbono que es radiactivo, el C^{14}. El carbono está formado en su mayor parte por C^{12} (98,89 por ciento) y por un poco de C^{13} (1,11 por ciento), ninguno de los cuales es radiactivo. La proporción de radiocarbono, C^{14}, no afectaría estos porcentajes mientras no se expresaran con ocho cifras decimales.

El radiocarbono está continuamente produciéndose en la atmósfera por reacciones debidas a rayos cósmicos. Cuando los impactos van directamente al núcleo de átomos de nitrógeno u oxígeno,

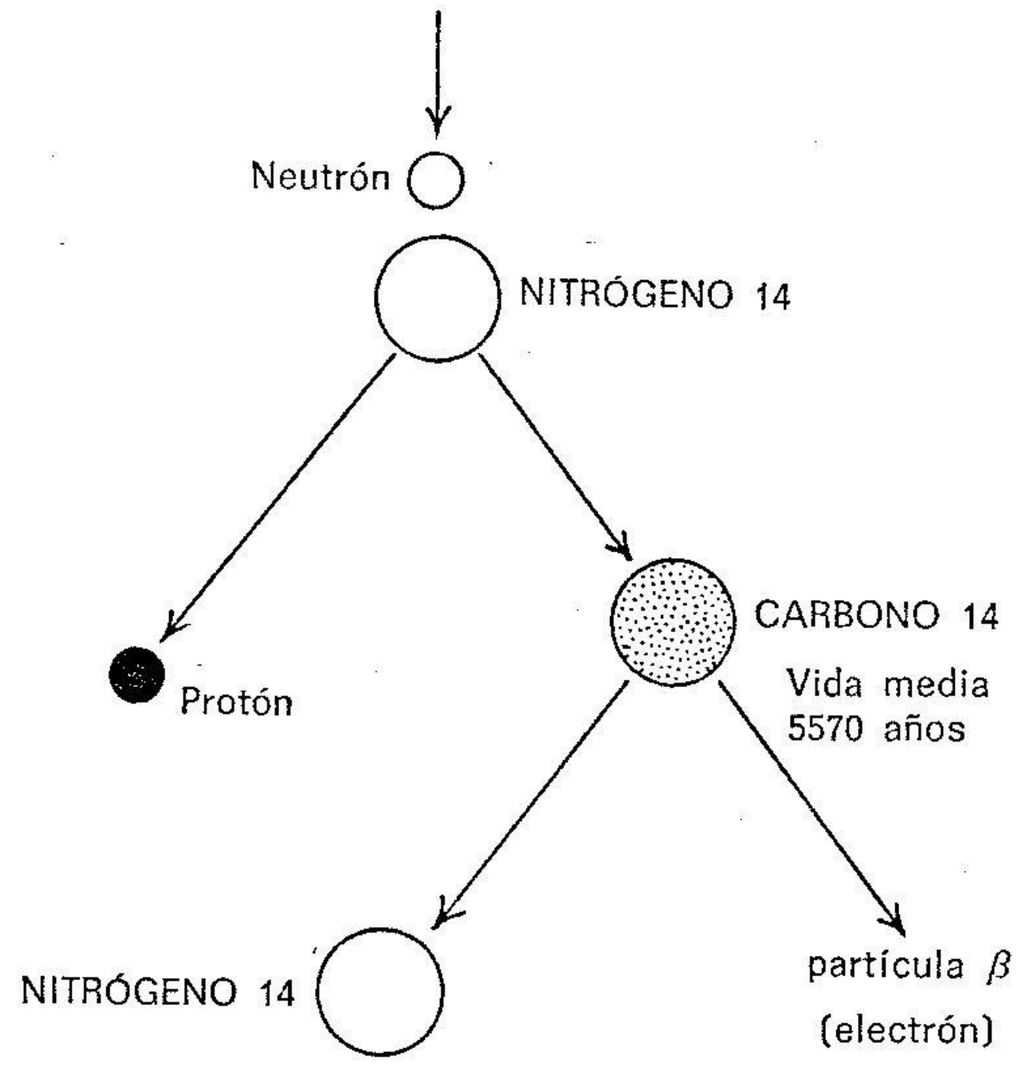


Figura 13.11. Diagrama que representa el modo de origen y la descomposición radiactiva del radiocarbono (carbono 14).

los núcleos se rompen, y entre los subproductos aparecen neutrones de alta velocidad. Algunos de ellos, a su vez, chocan con otros átomos de nitrógeno, transformándolos en C^{14}. En la transformación normal, cada núcleo de C^{14} pierde una partícula β y se vuelve a convertir en N^{14} (fig. 13.11). La tasa de descomposición es tal, que la vida media es de 5570 años. Hay evidencias claras de que la tasa de producción de C^{14} en la atmósfera no ha variado sustancialmente en el transcurso de muchos miles de años y, por consiguiente, se debería haber llegado a un estado *natural* de equilibrio en el que la abundancia de C^{14} es tal, que la ganancia debida a la nueva producción se equilibra con la pérdida por descomposición. Aquí se quiere destacar el adjetivo *natural* porque las actividades humanas, en años recientes, han trastocado el equilibrio, como se explica a continuación.

Los átomos de C^{14} recién formados se oxidan rápidamente a CO_2, que muy pronto queda uniformemente distribuido por el viento, los ríos y las corrientes oceánicas en el conjunto del anhídrido carbónico que circula por todo el mundo, de modo que teóricamente la razón C^{14}/C^{12} permanece constante. Los seres vivos, plantas y animales, absorben constantemente anhídrido carbónico para reponer sus tejidos vivos y, por consiguiente, la proporción de C^{14} en su carbono tam-

bién se mantiene constante. Sin embargo, cuando los organismos mueren, no prosigue el reemplazamiento de carbono procedente de anhídrido carbónico nuevo, y la cantidad de C^{14} ya presente empieza inmediatamente a disminuir, de acuerdo con la tasa de descomposición. Por ejemplo, si en el carbono de una madera prehistórica sólo hay la mitad del C^{14} que tiene una planta viva, la edad estimada de la madera vieja será, teóricamente, de 5570 años.

En la práctica hay fuentes de error frente a las cuales deben tomarse precauciones especiales. La interferencia humana mencionada es una complicación enojosa. El contenido en C^{14} de la atmósfera, un año tras otro va quedando diluida como consecuencia de la combustión de carbón y petróleo. El anhídrido carbónico que se añade así al aire está formado por un carbono que ya hace mucho tiempo perdió toda traza detectable de C^{14}. Por otra parte, uno de los subproductos de las pruebas de proyectiles nucleares es el C^{14} y en pocos años éstas han provocado un aumento de la abundancia del C^{14} de un 1 por ciento. Globalmente, el carbono de las plantas vivas contiene menos C^{14} que el de las que vivierón hace uno o dos siglos. Por eso, este carbono no puede usarse como estándar de comparación y suele considerarse que la madera de 1850 es la que representa la atmósfera moderna. Otra fuente de error surge a causa de la variación secular del contenido de C^{14} en la atmósfera. Esta variación se descubrió al estudiar, por el método del radiocarbono, la edad de anillos datados de una madera vieja. Para los últimos 6000 años puede tomarse en cuenta este error, pero para períodos anteriores fue pequeño. También pueden producirse errores debido a la introducción de carbono de diferentes fuentes llevado por el agua subterránea, y la determinación de edad resultante puede ser demasiado grande o demasiada pequeña, según de donde proceda el carbono introducido.

A pesar de los posibles errores, se ha comprobado que el método del radiocarbono ha sido muy útil para datar sucesos ocurridos a fines de la glaciación pleistocénica, incluyendo sedimentos sacados en testigos en las perforaciones efectuadas en los fondos oceánicos profundos.

Referencias seleccionadas

Cahen, L., and Snelling, N. J., 1966, *The Geochronology of Equatorial Africa*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam.

— 1974, 'Potassium–Argon Ages and Additions to the Stratigraphy of the Malagarasian (Bukoban System of Tanzania) of SE Burundi', *Journal of the Geological Society*, vol. 130, pp. 461–70.

De Geer, G., 1940, *Geochronologia suecica Principles* (Text and Atlas), K. Svenska Vetensk. Handl. ser. 3, v. 18, no. 6, Almqvist and Wiksell, Stockholm.

Faure, G., and Powell, J. L., 1972, *Strontium Isotope Geology*, Springer-Verlag, Berlin.

Hamilton, E. I., 1965, *Applied Geochronology*, Academic Press, New York.

Jacobs, J. A., Russell, R. D., and Wilson, J. Tuzo, 1974, *Physics and Geology*, McGraw-Hill, New York.

Lambert, R, St. J., 1971, 'The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale—a review' *in* Part 1 of *The Phanerozoic Time-scale—a Supplement*, Special Publication of the Geological Society, No. 5, London, vol. 120 s.

Magnusson, N. H., 1965, 'The Pre-Cambrian history of Sweden', Eighteenth William Smith Lecture, *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. 121, pp. 1–30.

Moorbath, S., 1975, 'Progress in isotope dating of British Precambrian', in *Precambrian : A Correlation of Precambrian Rocks in the British Isles*, Geological Society, Special Report, No. 6. Scottish Academic Press, Edinburgh.

— 1975, 'The geological significance of early Precambrian rocks', *Proceedings of the Geologists' Association*, vol. 86, pp. 259–79.

Shotten, F. W., 1967, 'The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period (President's Anniversary Address, 1966), *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. 122 (for 1966), pp. 357–83.

Watson, J. V., 1975, 'The Precambrian rocks of the British Isles—a preliminary review', in *Precambrian : A Correlation of Precambrian Rocks in the British Isles*, Geological Society Special Report No. 6, Scottish Academic Press, Edinburgh.